

砂層表面蒸発に伴う塩類集積に関する基礎的研究 Salt Accumulation due to Evaporation from Soil Surface

福原輝幸*・佐藤邦明**

By Teruyuki FUKUHARA and Kuniaki SATO

This paper deals with the salt accumulation in a sand column due to the evaporation from a soil surface. A solute balance approach was used to estimate the condensation process of salt component, contained in groundwater. Temperature, volumetric water content, solute concentration profiles and evaporation rate were measured, and the temperature gradient was induced by the radiation. It was found that as the radiation gets stronger, the condensation near the soil surface becomes clear and soon. The computation could provide the time changes of temperature, moisture content, solute concentration profiles and evaporation rate, and could model the salt accumulation.

Keywords : solute condensation, salinization, evaporation, heat and mass transfer

1. まえがき

砂漠に灌漑用水路が建設され、多量の水利用が可能となり、乾燥地農業が飛躍的な発展を遂げたかのように見えた。しかしながらこの灌漑農業によって、そのときには想像し得なかった環境への弊害が数年から十数年後に現れてきた。水の大量消費が土壌の塩性化を促進させることになったとは誠に皮肉なことである。塩害によって荒廃した土壌の復元には多くの時間と経費がかかること、および基本的に乾燥地の水の確保は容易ではないことから、灌漑用水の適切な管理と供給が現状での課題となっている。これを解決するためには、農学、土木工学、土壌物理学、化学、その他の分野からの総合的な技術協力が必要となる。砂漠のような乾燥地の水収支は降水量と蒸発量で支配されるから、砂漠の微気象と砂層内の熱・水分移動および蒸発の関係を明らかにすることが、乾燥化の予測と抑制に重要となる。

塩害は温度勾配下の水分移動に誘起される物質移動現象である。すなわち、蒸発によって塩類を含む液状水が上方に移動し、塩類が集積する現象である。塩害の原因は定性的に論じられているが¹⁾、詳細な現象の理解と定量的な予測までには至っていない。我が国に関しては肥料に起因する塩類集積が問題となっているが¹⁾、塩類に限らず地表面近くの地下水に含まれる溶質は蒸発によって地表に集積する可能性がある。

本研究では、砂層地下水に含まれる塩類の蒸発に伴う集積過程について実験的および理論的に検討を行ない、不飽和砂層中の熱・水分・物質移動に関する数学モデルの妥当性を検証した。

* 正会員、工博、福井大学助教授、工学部環境設計工学科、(〒910、福井市文京3-9-1)

** 正会員、工博、埼玉大学助教授、工学部地盤水理実験施設(〒388、浦和市下大久保255)

2. 実験装置および実験方法

実験には縦 0.1 m、横 0.1 m、高さ 0.6 m のアクリル樹脂製カラム (厚さ 0.01 m) を使用した。周囲環境を一定にするために、実験は恒温恒湿室内 (温度 15 °C、相対湿度 70 %) で行われた。温度分布は 8 つの熱電対で測定された。体積含水率および塩分濃度の測定にはサンプリング方式が採用され、両者とも毛管帯の同じ深さ (6 カ所) で測定された。なお、塩分濃度測定にはソルメイト 100 (朝日ライフサイエンス製、精度 1/100 %) が使用された。

実験条件は Table - 1 で示される。地下水位は定水位カラムにより所定の位置 (地表面下 0.15 m) に設定され、実験中一定に保たれる。地下水位が高いために CASE H - 1 および CASE H - 2 とも地表は湿潤状態にあり、蒸発による塩類集積を容易に観察することができる。CASE H - 1 のランプ高さは 0.47 m、CASE H - 2 のそれは 0.3 m であり、後に示す Fig. - 5 のように前者は相対的に放熱ランプの高さが高いために、放射エネルギーは小さい。しかしその他の実験条件は全て互いに同じである。初期条件は温度 15 °C、塩分濃度 0.5 % (0.005kg NaCl/1kg H₂O) に統一される。実験で使用した砂 (豊浦標準砂) のアルベドは福井大学屋上にて直径約 2 m の円状に敷き詰めた砂層 (0.01 m 厚) の中央にアルベド計 (英弘精機製) を設置して測定された。アルベド計は砂層表面から約 0.1 m の高さに置かれ、蒸発による含水量の低下をできるだけ防ぐために、測定中以外、砂層はビニールシートで覆われた。ランプ高さと同ランプ放射エネルギーの関係は全天日射計 (英弘精機製) により求められた。なお、蒸発量は砂層カラムを載せた電子天秤の重量減少量として求められる。

3. 蒸発下の熱・水分・溶質移動理論

比較的水比の高い不飽和多孔媒体中の熱・水分移動方程式は Philip と De Vries のモデル²⁾ が有効である。通常の温度勾配下の物質移動に関する限り Soret 効果は無視できるので³⁾、物質移動方程式は熱・水分移動方程式と独立に解くことができる。また、地表の温度、体積含水率、濃度を決定するために表面層を想定し、表面層に関する熱、水分、物質保存則を建てる。以下に、基礎方程式を記述する。

なお本研究では、降雨浸透までは考慮されていないが、一般性を持たせるために降雨浸透フラックスは以下の式に組み込むことにする。

3.1 水分移動方程式⁴⁾

液状水と水蒸気移動を考慮した水分移動方程式は次式で与えられる。

$$F \frac{\partial \psi}{\partial t} + G_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\psi \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1)$$

$$F = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}, \quad G_T = \frac{a h \beta}{\rho_l}, \quad (\beta = d\rho_0/dT) \quad (2), (3)$$

$$D_T = D_{Tv} + D_{Tl}, \quad D_\psi = D_{\psi v} + D_{\psi l} \quad (4), (5)$$

ここに、 θ : 体積含水率、 t : 時間、 z : 鉛直座標、 T : 温度、 K : 透水係数、 D_θ : 等温水分拡散係数、 $D_{\theta v}$: 等温水蒸気拡散係数、 $D_{\theta l}$: 等温液状水拡散係数、 D_T : 温度水分拡散係数、 D_{Tv} : 温度水蒸気拡散係数、 D_{Tl} : 温度液状水拡散係数、 a : 体積含空率、 h : 相対湿度、 ψ : マトリックサクション、 ρ_0 : 飽和水蒸気密度、 ρ : 密度、である。以下、添字の v と l は蒸気相と液相を表す。

地表における水分保存則の概念を Fig. - 1 に示す。同図に従って、表面層の体積含水率は次の離散化された式で与えられる。

Table - 1 Experimental conditions

CASE		H - 1	H - 2
Duration	(day)	10	10
Groundwater level	(m)	-0.15	-0.15
Porosity		0.397	0.404
Evaporation rate	$\times 10^{-7}$ (m/s)	0.42	1.58
Lamp height	(m)	0.47	0.3
Initial temperature	(°C)	15	15
Initial concentration	(%)	0.5	0.5
Air temperature	(°C)	15	15
Relative humidity	(%)	70	70

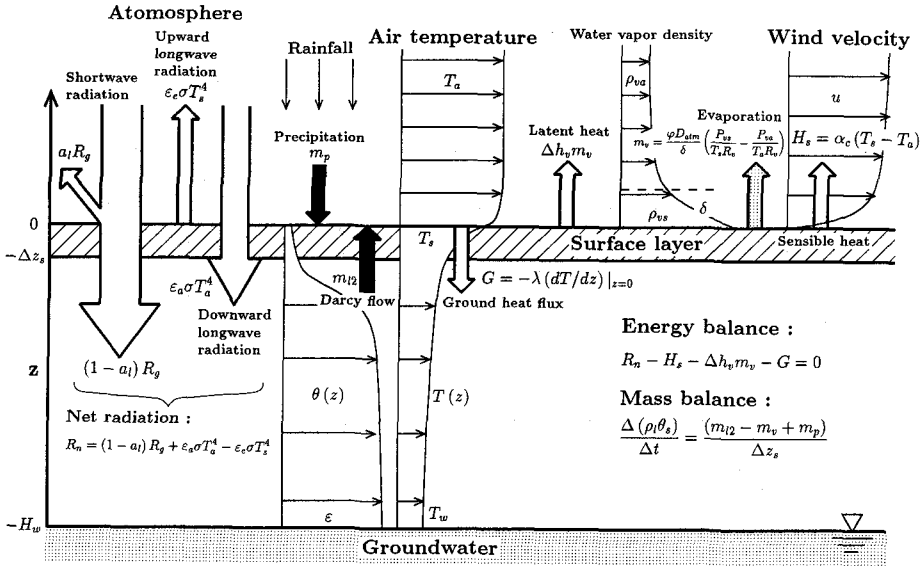


Fig. - 1 Heat energy and moisture balance at soil surface

$$\frac{(\rho_l \theta_s)^{d+1} - (\rho_l \theta_s)^d}{\Delta t} = \frac{(m_{l2} - m_v + m_p)^{d+1/2}}{\Delta z_s} \quad (6)$$

ここに、 m_{l2} ：表面層の底部 ($z = -\Delta z_s$) を横切る水分フラックス、 m_v ：蒸発フラックス、 m_p ：降雨浸透フラックス、 θ_s ：表面層の体積含水率、 Δt ：時間間隔、 d ：時間ステップ、である。

3.2 熱移動方程式⁴⁾

液状水と水蒸気移動による顕熱を無視し、砂層カラムと周囲空気との熱の授受（貫流）を考慮するとき、熱移動方程式は次のように表される。

$$J_\psi \frac{\partial \psi}{\partial t} + C_a \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\Delta h_v \rho_l D_{\psi v} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - h_a (T - T_a) \quad (7)$$

$$J_\psi = \Delta h_v \rho_l \left[\frac{a \rho_0 g h}{\rho_l R_v T} - \frac{\rho_v}{\rho_l} \left(\frac{\partial \theta_l}{\partial \psi} \right) \right] \quad (8)$$

$$C_a = C'_a + \Delta h_v a \beta h, \quad \lambda = \lambda' + \Delta h_v \rho_l D_{T v} \quad (9), (10)$$

ここに、 λ' ：見かけの熱伝導率、 Δh_v ：気化熱、 C'_a ：体積熱容量、 ε ：空隙率、 R_v ：ガス定数、 g ：重力加速度、 h_a ：熱貫流率 ($= 0.9 [W/m^2 K]$)、 T_a ：空気温度、である。

地表と大気間の熱エネルギー授受の概念も Fig. - 1 に模式的に示される。表面温度（表面層の代表温度）は純放射エネルギー R_n 、顕熱エネルギー H_s 、潜熱エネルギー $\Delta h_v m_v$ 、および地中伝熱エネルギー G で規定される。すなわち、

$$R_n - H_s - \Delta h_v m_v - G = 0 \quad (11)$$

ここに、 $R_n = R_n(R_g, a_l, T_s, T_a, \sigma, \varepsilon_a, \varepsilon_e)$ 、 R_g ：短波放射エネルギー、 a_l ：アルベド、 T_s ：表面温度、 σ ：ステファン・ボルツマン定数、 ε_a ：砂層表面に入射する大気放射の射出率、 ε_e ：砂層表面の射出率、 $H_s = H_s(T_s, T_a, \alpha_c)$ 、 α_c ：熱伝達率 ($\alpha_c = 2.90 [W/m^2 K]$)⁵⁾、 $\Delta h_v m_v = \Delta h_v m_v(T_s, T_a, D_{atm}, RH_s, RH_a, \delta, \varphi)$ 、 D_{atm} ：水蒸気拡散係数、 RH_s ：表面層の相対湿度、 RH_a ：空気の相対湿度、 δ ：境界層厚、 φ ：蒸発面補正係数（単位水平面積とそれに含まれる実蒸発面積の比の逆数）、 $G = G(T_s, T_a, \lambda)$ 。なお、式 (11) の各項は Fig. - 1 の中で記述されている。

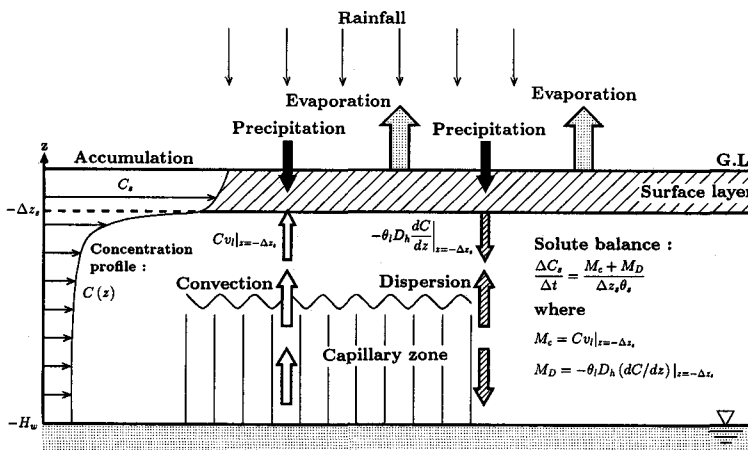


Fig. - 2 Solute balance at soil surface

3.3 物質移動方程式

物質移動方程式は分散と移流項に加えて蒸発による濃縮項が付加される。すなわち、

$$\theta_l \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_l D_h \frac{\partial C}{\partial z} \right) - v_l \frac{\partial C}{\partial z} + EC \quad (12)$$

ここに、 C : 溶質濃度、 D_h : 分散係数、 v_l : 液状水移動速度、 E : 蒸発率、である。

表面層の物質収支が Fig. - 2 で与えられる。溶質濃度は蒸発フラックスおよび移流と分散により表面層底部を横切る溶質フラックスに依存する。Fig. - 2 に基づいて、次式が成立する。

$$\left(\frac{C_s^{d+1} - C_s^d}{\Delta t} \right) = \frac{[C_2 v_{l2} - \theta_l D_h (dC/dz)_{z=-\Delta z_s}]^{d+1/2}}{\Delta z_s \theta_s^{d+1/2}} \quad (13)$$

$$\theta_s = \theta_s(v_{l2}, v_e, v_p), \quad v_{l2} = m_{l2}/\rho_l,$$

$$v_e = m_v/\rho_l, \quad v_p = m_p/\rho_l \quad (14)$$

ここに、 C_s : 表面層の代表濃度、 C_2 : 表面層底部の濃度、である。

最後に、本計算の流れ図が Fig. - 3 に示される。溶質濃度は、熱・水分移動方程式により温度と体積含水率を解いた後に、有限差分法で計算される。

4. 実験結果と理論との比較

Fig. - 4 に温度分布の経時変化 (初期、3日後、5日後、7日後、10日後) が示される。同じ 15°C の初期温度ではあるが、10日後の地表面付近の温度は CASE H - 1 で約 25°C 、CASE H - 2 で約 47°C となる。この原因は Fig. - 5 のランプ高さや放射エネルギーの関係から明らかのように、CASE H - 1 の放射エネルギー強度 (215 W/m^2) が CASE H - 2 のその約 $1/4$ と小さいためである。両者ともランプ照射後急激に温度は上昇するが、3日以降の温度上昇は小さくなる。実線で示される計算結果は実験で観察される昇温過程を良好に再現している。特に、温度計算では放射エネルギーと表面乾

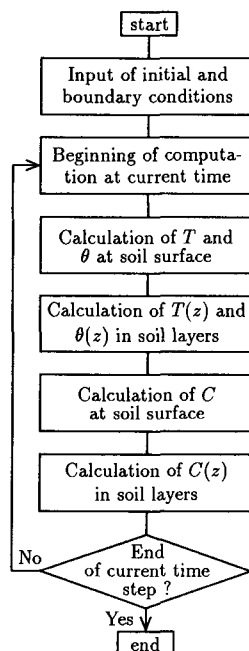
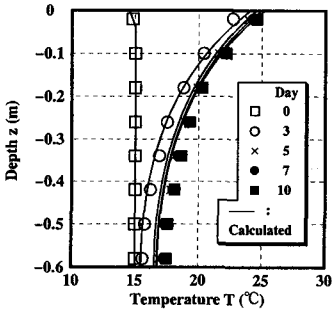


Fig. - 3 Flow chart of computation

燥に伴うアルベド変化を前もって求めておく必要がある。標準砂のアルベドと体積含水率 θ の関係が Fig. - 6 に示される。アルベドは絶乾時 0.45 であり、水分を含み始めると急激に減少し、 $\theta \geq 0.25$ では 0.24 の一定値をとる。同図は太陽光に対する結果であり、放熱ランプに対しても Fig. - 6 の関係が厳密に適用できるという保証はない。しかしながら放熱ランプに対するアルベドは、実験の際非常に多くのランプが必要となるために実際には測定し難いこと、および上述したような低含水状態での砂のアルベドと含水量の関係は定性的に確認されていること⁶⁾より、本計算では Fig. - 6 の関係を使用する。

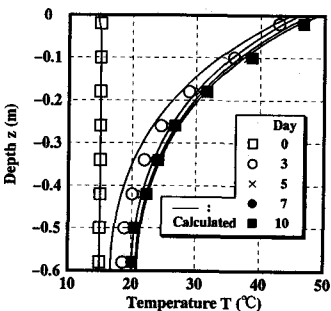
体積含水率分布の経時変化が Fig. - 7 で与えられる。Table - 1 の蒸発速度から判るように、CASE H - 1 の蒸発速度と CASE H - 2 のそれの比は約 1:4 であり、表層付近の体積含水率の通減は蒸発の激しい CASE H - 2 で明確となる。しかしながら、地下水位が高いために蒸発量にみあう下方から表層への水分供給が十分であることから、表層付近の体積含水率は比較的高い値を保っている。時間的な水分分布の痩せ細りについて、実線で示される計算結果は実験結果を概ね再現している。

Fig. - 8 は塩分濃度分布の経時変化を示したものである。この実験ケースでは蒸発は主に地表面で起きるから、塩分濃縮は表層付近に集中することが判る。当然ながら濃度の上昇は、蒸発速度の大きな CASE H - 2 で顕著となる。実線の計算値は実験値に比べて若干大きいのが、以上のような時間の経過に伴う塩分濃縮の様子をうまく再現している。なお、本論文中の分散係数の値は粒径レイノルズ数に比例するとして与えられる⁷⁾。計算値と実験値の違いは実験精度および分散係数に含まれる誤差に起因すると思われる、不飽和流れの物質移動に関する検討すべき今後の課題である。



(a) CASE H-1

Fig. - 4 Time change of temperature profile



(b) CASE H-2

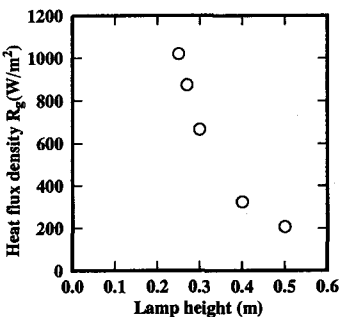


Fig. - 5 Variation of R_g with lamp height

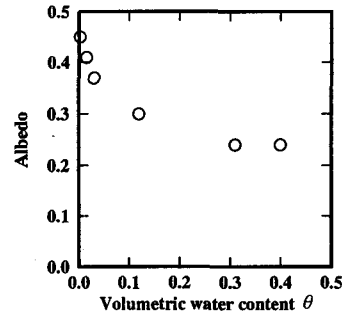
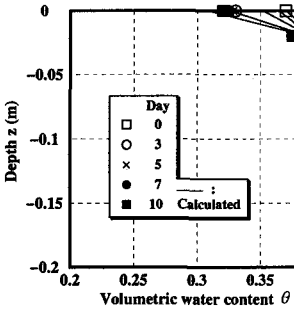
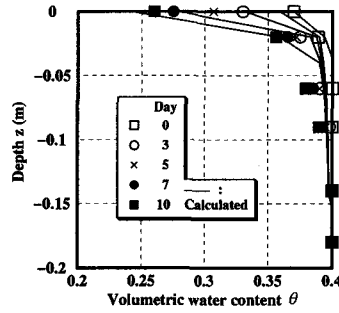


Fig. - 6 Relationship between albedo and θ

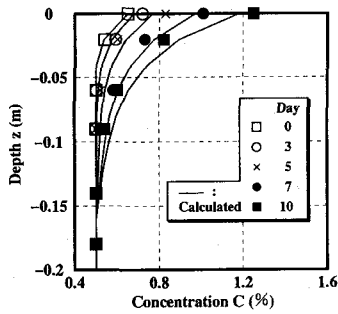


(a) CASE H-1

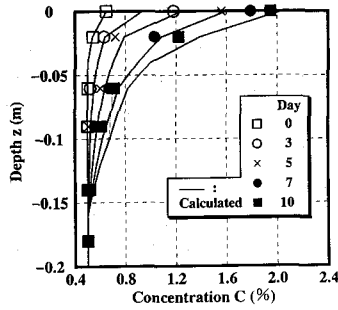
Fig. - 7 Time change of volumetric water content profile



(b) CASE H-2



(a) CASE H-1



(b) CASE H-2

Fig. - 8 Time change of solute concentration profile

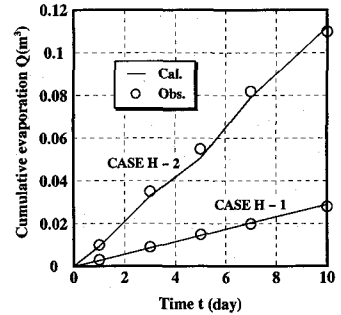


Fig. - 9 Cumulative evaporation from sand column

Fig. - 9 は累加蒸発量の経時変化を表す。両ケースとも恒率蒸発状態にあり、蒸発量の違いは上述したように放射エネルギーの違いによる。実験値と計算値は良好に一致する。境界理論に基づく水蒸気密度の境界層厚 δ および蒸発面補正係数 φ は別途実験から求められ⁵⁾、 $\delta = 6.5\text{mm}$ および $\varphi = 1$ が使用された。

5. 結論

砂層の蒸発に伴う塩類集積過程を定量的に評価するために、現象の比較的単純な地表面蒸発に伴う塩類の上方移動について、実験的および理論的に検討を行った。温度分布、体積含水率分布、塩分濃度分布および蒸発量の経時変化が10日間にわたって計測された。理論的には、熱・水分移動方程式に大気との相互作用を加えることで、温度分布、体積含水率分布および蒸発フラックスが同時に計算される。その際、水分量の違いに伴う砂のアルベド変化が重要となる。物質移動方程式には蒸発による塩分濃縮が考慮され、塩分濃度分布は熱・水分移動方程式を解いた後に計算される。提案された数学モデルの妥当性は実験結果との比較で行った。その結果、温度分布、体積含水率分布、塩分濃度分布および蒸発量とも、計算結果は実験結果を良好に再現することが示され、塩類集積の進行速度に及ぼす蒸発量の影響の大きいことが理解された。

以上より、気象条件を考慮した塩類集積（塩害）の予測モデルが基本的に確立されたと考える。今後は、砂層内部からの蒸発に伴う塩類集積の予測と制御について検討を行う予定である。

参考文献

- 1) 例えば、日本土壌学会編：塩集積土壌と農業、博友社、1991。
- 2) Philip, J. R. and De Vries D. A. : Moisture movement in porous materials under temperature gradients, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol.38, pp.222 - 232, 1957.
- 3) 福原輝幸・高野新吾・松浦弘泰：蒸発に伴う溶質の蓄積と Soret 効果、第45回土木学会年次講演会概要集、II - 12, pp.76 - 77, 1990.
- 4) 福原輝幸・George F. Pinder・佐藤邦明：表面乾燥過程における飽和一不飽和多孔媒体中の熱・水分完全連成移行解析へのアプローチ、土木学会論文集、第423号/II - 14, pp.111 - 120, 1990.
- 5) 高野保英：日周期的な気温変化に伴う砂層カラムからの非定常蒸発現象、福井大学卒業論文、1993.
- 6) 福原輝幸・佐藤邦明・今井竜也：一定な気象条件下での砂層内蒸発・水蒸気移動と大気との相互作用、土木学会論文集投稿中
- 7) K. Sato, Y. Sasaki and T. Fukuhara : Experimental Study on Diffusion and Dispersion Coefficients of Solute in Unsaturated Flow, Proc. 5th A.P.D. of I.A.H.R., Korea, Vol.4, pp.317 - 336, 1986.